

# 岩石礦物礦床學會誌

第三十三卷 第四號

昭和二十四年九月一日

---

## 研究報文

---

- 日立鑛山入四間貫體の「落し」と鑛物の線狀配列方向 . . . . . 山岡 一雄  
山形縣大張鑛山產斑銅鑛中の黃銅鑛及び硫蒼鉛銅格子の熱的研究 (II)  
巨木 淺彦  
硬石山石英安山岩に含まれる捕獲岩類の岩石學的研究 . . . . . 今田 正

---

## 評論雜錄

---

- 本邦の火山について——噴出物の  $\text{SiO}_2$  よりみた概括的知見 . . 種子田 定雄

---

## 速報

---

- 一關東方觀音山附近の斧石角閃石質變成岩 . . . 渡邊 萬次郎, 八木 健三

---

## 抄録

---

- 黒い光とミナラライト外1件

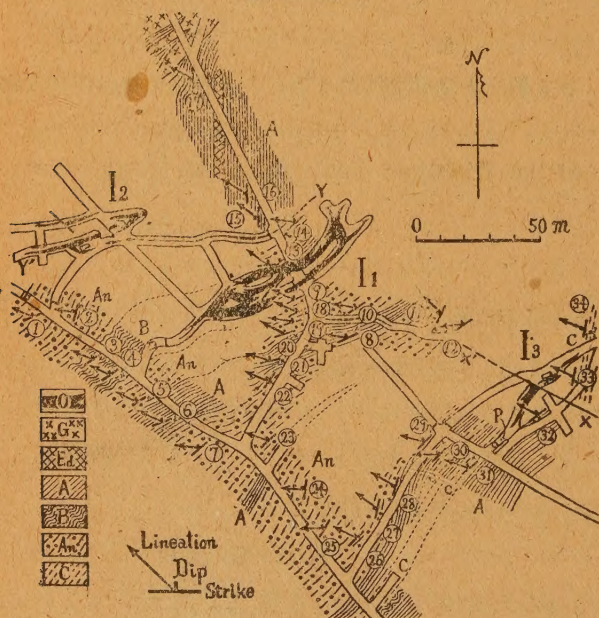
---

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

cordierite-quartz-schist (anthophyllite  $\alpha=1.638$ ,  $\gamma=1.654$ , 直消光) 及び Biotite-cordierite-quartz-schist (anthophyllite を少量有する) をその直接の母岩とし, その他 附近には 片理の發達著しい Amphibolite (hornblende  $\alpha=1.653$ ,  $\gamma=1.665$ ,  $c \wedge Z=15^\circ \sim 20^\circ$ ; oligoclase; 少量の quartz), Actinolite-schist (actinolite  $\alpha=1.636$ ,  $\gamma=1.653$ ,  $c \wedge Z=15^\circ \sim 20^\circ$ ; oligoclase; quartz), Cummingtonite-schist (cummingtonite

第 1 圖



入四間渡 (零米坑道) 附近の地質並びに礦物線状配列方向圖

O: Ore bodies, G: Schistose granodiorite, Ed: So-called "Epidiabase", A: Amphibolite and actinolite-schist, B: Biotite-cordierite-quartz-schist, An: Anthophyllite-cordierite-quartz-schist, C: Cummingtonite-schist, P: Pump-room.

第 1 圖の試料番號は第 2 表の試料番號と夫々一致する

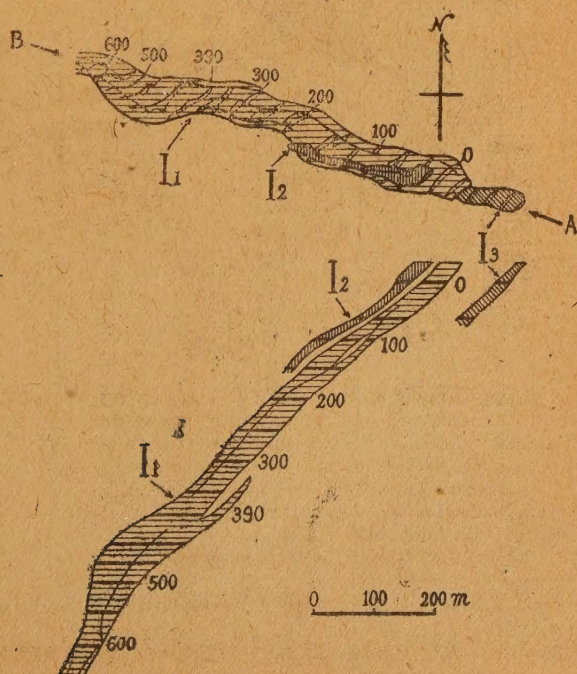
$\alpha=1.637$ ,  $\gamma=1.663$ ,  $c \wedge Z=15^\circ \sim 20^\circ$ ; albite~oligoclase; 極く少量の quartz) 等がある。而して此等の變成岩は概して北東より南西に走り北西に傾斜しているとはいへ、走向の變化はかなり著しいにも關らず、礦物線状



配列の方向は第1圖に示す X—X' 斷層上の試料 No. 11, 12 がその影響を蒙つて局部的に若干擾亂している外は略一定の方向を示していることは注目すべきである。又同圖に於て No. 14 から No. 15 の間に於ては地層の走向の急變にも關らず鑛物線狀配列の方向は著しい變化を示さないことは Y—Y' 線に沿う推定斷層（現場に於ては梓木に遮ぎられて確め得ず）の性質を決定する上に重要な資料を與えるものと思惟する。

岩石の異同による鑛物の線狀配列の變化については、その測定した數の僅少にも依り特別な關係は見出し難いが、針狀結晶の發達著しい anthophyllite はその c 軸を片理面上に揃えて最も美しい平行配列を示し、cummingtonite これに亞ぎ、Amphibolite 或は Actinolite-schist 等の鑛物線狀配列は散亂の度やゝ著しいが、全體としてはやはり一つの方角を示している。

第 2 圖 入四間鑛體圖



上圖 平面圖； 下圖 A—B 斷面圖

第1表 鑛體の「落し」

鑛體名	方位	傾斜
第一入四間	N71°W	37°
第二入四間	N78°W	39°
第三入四間	N78°W	45°

〔註〕 第二入四間鑛體は第一入四間鑛體の支脈で、一350米で前者は後者に合する。

第2表 鑛物の線状配列方向實測値 (第1圖參照)

試料番號	地層		礦物の線狀配列		
	走向	傾斜角度	方位	傾斜	
1	N70°E	NW60°	N70°W	49°	
2	10°E	40°	80°W	40°	
3	60°E	55°	70°W	48°	
4	65°E	60°	63°W	55°	
5	60°E	45°	64°W	40°	
6	75°E	60°	66°W	49°	
7	35°E	60°	80°W	52°	
8	70°E	60°	75°W	45°	
9	60°E	60°	68°W	55°	
10	60°E	65°	84°W	52°	
※11	20°E	45°	51°W	38°	
※12	60°E	70°	97°W	46°	
13	85°E	65°	54°W	55°	
14	40°E	45°	78°W	42°	
15	N S	W55°	58°W	50°	
16	N S	W60°	62°W	57°	
17	5°E	W35°	65°W	51°	
18	60°E	NW60°	68°W	55°	
19	70°E	70°	82°W	51°	
20	75°E	70°	67°W	58°	
21	80°E	70°	77°W	46°	
22	60°E	60°	68°W	54°	
23	50°E	55°	73°W	51°	
24	5°E	45°	85°W	45°	
25	25°E	55°	90°W	52°	
26	40°E	45°	63°W	44°	
27	10°E	55°	55°W	51°	
28	10°E	50°	63°W	49°	
29	40°E	50°	75°W	48°	
30	50°E	55°	92°W	42°	
31	50°E	60°	70°W	56°	
32	55°E	55°	60°W	52°	
33	10°E	55°	73°W	55°	
34	10°E	50°	72°W	50°	
平均値	全入四間礦體 周邊 No. 1 ~ No. 34	N44°E	NW56°	74° W ≥ m ≥ 67° W	52° ≥ m' ≥ 48°
	第一入四間周 邊 11 試料	N64°E	NW60°	77° W ≥ m <sub>1</sub> ≥ 64° W	55° ≥ m <sub>1</sub> ' ≥ 46°
	第三入四間周 邊 6 試料	N36°E	NW54°	84° W ≥ m <sub>2</sub> ≥ 63° W	56° ≥ m <sub>2</sub> ' ≥ 45°
平均値限界 (信頼度 95%)					

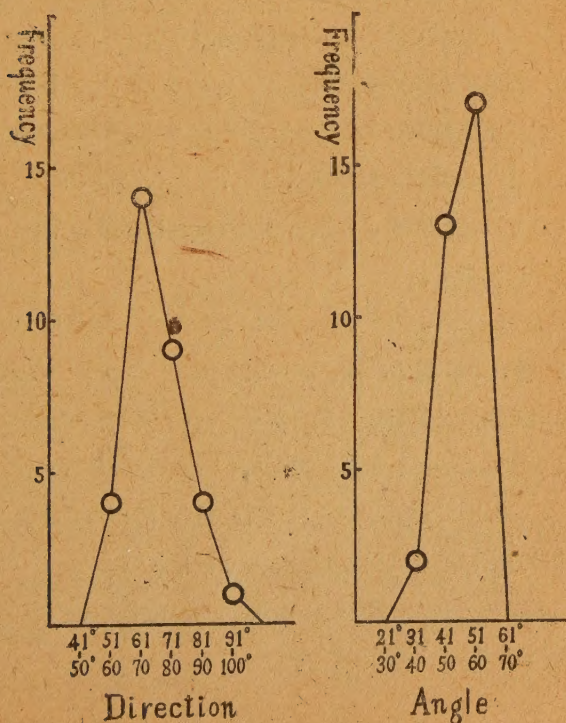


## 2. 鑛體の「落し」と鑛物の線状配列

入四間鑛體は既述せる如く、第一、第二、第三入四間の三鑛體よりなる。而して第一入四間鑛體は +35 米より -650 米に至る垂直距離凡そ 700 米に亘り、又第二、第三入四間の両者も +35 米より共に -350 米迄その形態は知られているが(第2圖)、現在は零米以下の坑道は入坑不能なため、筆者は唯零米坑道のみに於ける鑛物の線状配列を測定するに止つた。今その鑛體の「落し」と鑛物の線状配列との關係を表示すれば、第1表及び第2表の如くである。但し、表中の鑛體の方位、傾斜は何れも 0 米より -100 米迄について求めた。

平均値計算の際用ひた第一入四間周邊 11 試料とは No. 3, 4, 5, 8, 9, 10,

第 3 圖 鑛物線状配列の方位並びに傾斜頻度圖



13, 14, 18, 19, 20 の 11個, 第三入四間周邊 6 試料とは No. 29, 30, 31, 32, 33, 34 の 6 個である。試料を上記の如く選擇することも多分に検討すべき餘地が残されているが, 第一入四間では Y—Y' 推定斷層以北のものは除き, 鑛體に接近せるものについて, 又 第三入四間に於ては X—X' 斷層がその中央を走っているが假に上記の如く試料を選擇した。

統計數學により, その標本平均値に就いて, 第一入四間周邊の群と第三入四間周邊の群との比較を試みても兩群の差は有意義とは認められない。

今試みに No.1 より No.34迄の試料に就いて, 鑛物線狀配列の方位, 傾斜の頻度を示せば第 3 圖の如くなる。但し斷層擾亂の影響を蒙つてゐる No.11, 12 (表中※印) の値は特異にして之等は頻度圖よりは省いてある。

即ち鑛體の「落し」と鑛物の線狀配列方向との關係に就いては, 第一, 第三入四間共方位は誤差範圍で完全に一致するが, 傾斜では第一入四間で約  $9^{\circ}$  外れ, 第三入四間では辛じて誤差範圍内に留つてゐる。又第一, 第二, 第三入四間の各鑛體周邊の線狀配列を一つにまとめて比較すれば, 第一入四間では方位は誤差範圍で完全に一致するが, 第二, 第三入四間では約  $4^{\circ}$ , 傾斜に於ては第一入四間では大きく  $11^{\circ}$ , 第二入四間では  $9^{\circ}$ , 第三入四間で約  $3^{\circ}$ , 何れも誤差の範圍より鑛物の線狀配列は鑛體の「落し」よりも西北落ちに急斜してゐる。

今鑛體をその中に包含する Anthophyllite-cordierite-quartz-schist を顯微鏡下に檢すれば, anthophyllite の伸びの方向 (c 軸に一致) に平行に鑛染した黄鐵鑛の集合が屢々此の方向を雁行的に横切るものを認められる事實と関連し鑛體全體も斯くの如き關係にあるのでないかと推察せられる。而して鑛液の侵入は鑛物の線狀配列の形成後, 比較的入り易かつた此の方向に沿つて入り來たものと思はれる。

最後に種々御指導を賜つた渡邊教授, 現地にて御便宜を與へて下さつた日立鑛山深鑛課諸氏に對し衷心から感謝の意を表する。



## 山形縣大張鑛山産斑銅鑛中の黃銅鑛及び硫蒼鉛銅鑛格子の熱的研究 (II)

Thermal studies on the lattice intergrowths of  
chalcopyrite and klaprothite in bornite from  
Obari mine, Yamagata Pref. (II)

荻 木 淺 彦 (Asahiko Sugaki)

## 固溶體の離溶現象 (續)

大張鑛山産斑銅鑛中の硫蒼鉛銅鑛、黃銅鑛の兩格子が、既に渡邊萬次郎教授により推論されている如く、固溶體の離溶の結果生成されたものとするれば、一度加熱して斑銅鑛と硫蒼鉛銅鑛及び黃銅鑛の固溶體とした試料を逆に高温より或る溫度まで徐冷することにより、再び硫蒼鉛銅鑛及び黃銅鑛の格子を作ることが出来る筈である。又この場合既に Schwartz 氏も述べている如く、現われる構造は單に格子だけではなく粒狀、その他興味ある構造を呈す可能性が充分にある。筆者はこの二つの事、即ち再現する鑛物とその構造に就いて更に熱實驗的に確めるために、斑銅鑛-硫蒼鉛銅鑛・黃銅鑛固溶體の徐冷實驗を行なつた。

實驗方法としては、加熱實驗の場合と同様、先づ原試料を加熱して固溶體を作り、これを急冷して、均質になつたことを顯微鏡下で確めた後、硝子管中に再び密封し、電氣爐内で或る溫度の間を數時間乃至數 10 時間かゝつて徐冷し、實驗終了後これを再研磨して反射顯微鏡下で現出鑛物及びその構造を觀察吟味した。この徐冷實驗は原格子構造を消失させる加熱實驗に比し、その條件の探求が容易でなく、特に硫蒼鉛銅鑛、黃銅鑛兩格子共完全に消失した試料を連續徐冷して、硫蒼鉛銅鑛及び黃銅鑛を共に再現する實驗は未だ成功して居らず、後述の如くこれだけの實驗では殆んど不可能の様に思われる。併し硫蒼鉛銅鑛及び黃銅鑛箇々の再現に就いては實驗上不十分ながらその見通しが着き、且つこの際興味ある二、三の構造を生ずるこ



とが判つた。以下その各々に就いて實驗結果の概略を報告する。

### 硫蒼鉛銅鑛の再現

實驗的に硫蒼鉛銅鑛を再現する條件を見出すことはなかなか容易でない。筆者が現在までに行なつた實驗結果より推察するに、硫蒼鉛銅鑛の再現には次の様な注意が必要である様に思われる。

(1) 固溶體の調整 硫蒼鉛銅鑛の再現に使用する固溶體は、原斑銅鑛を  $360^{\circ}\sim 380^{\circ}\text{C}$  で1時間加熱して硫蒼鉛銅鑛格子だけを消失した程度のものが好都合で、出来得れば斑銅鑛が硫蒼鉛銅鑛に丁度飽和された様な固溶體を選んだ方がより有効の様である。何故ならば、吸収される格子狀の硫蒼鉛銅鑛成分は黃銅鑛格子の消失する  $460^{\circ}\sim 470^{\circ}\text{C}$  附近では最早や充分に斑銅鑛中を擴散して寧ろ未飽和の斑銅鑛-硫蒼鉛銅鑛固溶體となり<sup>1)</sup>却つて原生の斑銅鑛-硫蒼鉛銅鑛固溶體よりもより安定な構造を形成するものと考えられるから<sup>2)</sup>。實際原斑銅鑛を  $460^{\circ}\sim 480^{\circ}\text{C}$  に1時間加熱して硫蒼鉛銅鑛及び黃銅鑛の兩格子共完全に消滅した試料を種々の條件下で徐冷して逆に硫蒼鉛銅鑛を生成しようと試みたが、その結果は殆んど失敗に歸し、硫蒼鉛銅鑛再現の兆候すら認められなかつた。

(2) 徐冷温度 徐冷する温度の範圍は  $300^{\circ}\text{C}$  より  $150^{\circ}\text{C}$  頃までが最も有効の様に考えられる。次にこの理由を述べる。即ち、前號に記した加熱實驗の結果より、硫蒼鉛銅鑛の格子は  $300^{\circ}\text{C}$  以上になれば斑銅鑛中に吸収せられ、 $360^{\circ}\text{C}$  で完全に消滅することが判つた。それ故徐冷の範圍が  $300^{\circ}\text{C}$  以上の場合、少なくとも硫蒼鉛銅鑛の一部は寧ろ斑銅鑛中により吸収せられるので、逆に本鑛物を再現することは極めて困難の様に推察さ

1) 加熱實驗の場合、格子共生とは成分的に異なる粒狀、紐狀の硫蒼鉛銅鑛も、大略  $400\sim 430^{\circ}\text{C}$  以上で斑銅鑛と反應してその中に一部吸収されることが判つた。このことは斑銅鑛中に於ける格子狀硫蒼鉛銅鑛がこの温度では未飽和なことを表わす有力な資料と考えられる。この現象に就いては何れ詳しく、適當な機會に報告する豫定。

2) かゝる試料を用ひて硫蒼鉛銅鑛を再現させるには、徐冷の條件を少なくとも自然の狀態近くにつけて行くことが必要條件の様に推察される。そのうち温度の範圍は大體自然の狀態に一致することが出来るが、冷却速度の方は到底それ近くにつけて行くことは出来ない。故にかゝる未飽和な試料から硫蒼鉛銅鑛を再現することは不可能の様である。



れる。事實  $300^{\circ}\text{C}$  以上で行つた筆者の實驗の範圍内では全く硫蒼鉛銅鑛を現わすことが出来なかつた。又一方  $300^{\circ}\text{C}$  以下の種々の條件に就いて加熱及び徐冷實驗を行なつた結果、 $150^{\circ}\text{C}$  以下の溫度に於けるこの程度の實驗では既存の格子自身に何らの變化も與えず、且つ硫蒼鉛銅鑛の再現にも殆んど効力のないことが判つた。以上のことより筆者は徐冷する溫度の上限を  $300^{\circ}\text{C}$ 、下限を大體  $150^{\circ}\text{C}$  と定めて實驗を進めた。

今主なる徐冷實驗の結果を表示すれば第三表の如くで、これでも判る通り、上記の條件下に於ける實驗でも硫蒼鉛銅鑛は必ずしも再現しない。併し少なくとも次の様な場合には硫蒼鉛銅鑛を再現することが可能である。先づ上記の如く原斑銅鑛を  $360^{\circ}\sim 380^{\circ}\text{C}$  附近で1時間加熱し、硫蒼鉛銅鑛格子は完全に斑銅鑛中に吸収、消失され、一方黃銅鑛格子はその一部のみを吸収され、大部分は尙殘存する狀態に達した試料を用ひ、これを硝子管中に密封して  $300^{\circ}\text{C}$  に加熱した電氣爐中に投入、投入時より6~8時間かゝつて、 $150^{\circ}\text{C}$  までの  $150^{\circ}\text{C}$  間を平均に降溫し、 $150^{\circ}\text{C}$  以下室溫までは閉器を切つた電氣爐中、又は空氣中で冷却した。

斯くして現われた硫蒼鉛銅鑛は原格子に比較して遙かに小さく、普通400~1000倍に擴大しなければ確認出来ないものが多い。併もその現われる範圍は局部的で、斑銅鑛中均一には分布していない。再現した硫蒼鉛銅鑛の構造は格子状のみではなく、稀に懸滴及び空胞構造(emulsion structure and cell structure)<sup>1)</sup>をなし、これらは3種とも同一試料中に共存する場合がある。そのうち格子構造は原格子の様に規則正しい方向を示さず、概して不規則で、稀に文象構造(graphic structure)に移化する。空胞構造は極めて小さく、局部的に分布し、空胞の内部には同鑛物の格子を生成する場合としない場合とがあり<sup>2)</sup>、一方細脈状或は粒状集合への移化は認

1) 硫蒼鉛銅鑛の懸滴状及び細胞状の構造は原斑銅鑛中にも認められ、その構造の成因に就いては交代或は離溶の二説が考えられるが、上記の實驗結果より、少なくともその一部は離溶により作られるものと推察される。

2) 概して粗大な空胞の場合はその内部に格子が現われる。

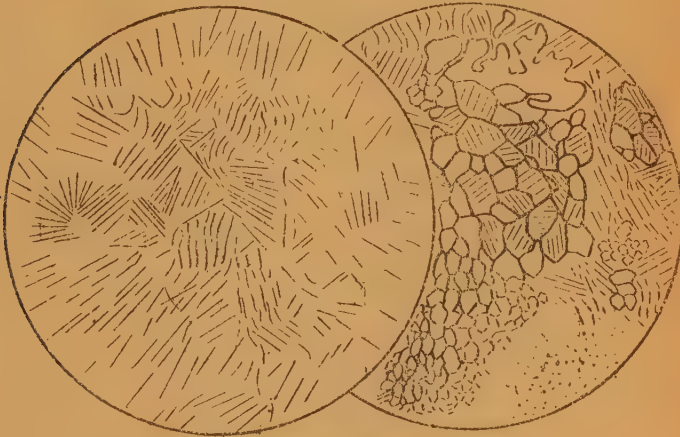






められない。この空胞構造とは細胞膜のような形に分離する場合の意味でこれについては次の黄銅鑛の項で少々詳しく述べる。今再現した硫蒼鉛銅鑛の構造を圖示すれば 第三圖 の如くで、かゝる構造の再現に成功した條件

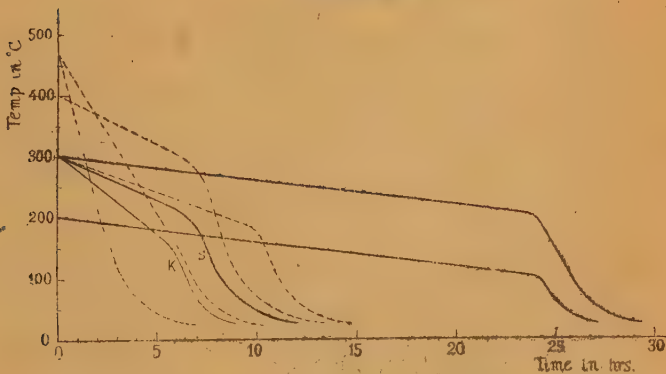
第 三 圖  
A B



再現した硫蒼鉛銅鑛 (黒線) の構造  $\times 440$

A; 格子及び文象構造 B; 空胞及び懸滴構造 (空胞内部に格子を有している)

第 四 圖



徐冷實驗に於ける温度と時間との關係

實線; 黄銅鑛を再現する場合, そのうち [S] は硫黄の存在する場合

細實線(K); 硫蒼鉛銅鑛を再現する場合

點線; 硫蒼鉛銅鑛及び黄銅鑛を全々現わさない場合

と失敗に終つた多くの實驗の條件とを比較してみれば第四圖の様である。第三表及び第四圖で判る如く、現在まで行なつた 20 數回の徐冷實驗丈では未だ種々の條件をすべて行なつたとは云ひ得ず、更に 2~3 晝夜以上の徐冷實驗を行なえばより見事な構造が現われるものと考えられる。それ故上記の再現に成功した條件は唯一のものではなく、多くの徐冷方法のうち比較的容易な方法と思われる。尙この條件の究明は今後試料の許す限り續けて行なふ豫定である。

### 黃銅鑛の再現

460°C 以上で 1 時間加熱し、硫蒼鉛銅鑛及び黃銅鑛の兩格子共完全に消滅した試料を電氣爐中で徐冷して再び黃銅鑛を現わす場合、その條件は Schwartz 氏の行なつた斑銅鑛—黃銅鑛格子共生の熱實驗<sup>1)</sup>の様に簡單ではなく、前記の硫蒼鉛銅鑛の時と同様に、形成される固溶體の状態、徐冷の溫度及び速度等に可なり支配される様である。この種々の條件に於ける徐冷實驗の結果に關しては一括表示(第三表)するに止め、こゝでは黃銅鑛の再現に成功した條件と現われた構造に就いて述べる事にする。先づ最初加熱して斑銅鑛—黃銅鑛固溶體を形成さす場合、既に硫蒼鉛銅鑛の處で述べた理由で、出来るだけ 460°~470°C 附近で消失させ、これ以上に加熱しない事が必要である。徐冷する溫度の範圍は第三表の如く 450°C から 150°C 頃まで種々の溫度間で行なつたが、その結果、300°乃至 200°C 又は 150°C 間が黃銅鑛の再現に有効の様である<sup>2)</sup>。この溫度間の徐冷で再現に要する時間は加熱管内に空氣の存する場合は少なくとも 20~24 時間必要であつて 10~12 時間以下では例外的なものを除き、全々黃銅鑛再現の兆候すら認められない。併しこの場合加熱管内に硫黃が存在すれば、同一條件下で、僅か 7~8 時間

1) Schwartz 氏は加熱して生成した斑銅鑛—黃銅鑛固溶體を 600°C より室温まで僅か 5 分間の冷却で、斑銅鑛格子を再現している。

2) この事は前號に述べた次の様な加熱實驗の結果からも容易に理解される。即ち  
a. 斑銅鑛は 150°C 以下では殆んど變化を見せないが、200°~300°C 附近で、懸滴狀、レンズ狀の微細黃銅鑛を例外なく生じる。

b. 黃銅鑛格子は 300°C 以下では殆んど變化を示さないが、340°~350°C 附近より斑銅鑛中に吸収され始める。



の比較的早い徐冷でも見事な格子構造が現われて来る、勿論上記の條件は硫蒼鉛銅鑛の場合と同様、黄銅鑛の再現に有効な方法としか考へられず、48 時間以上の徐冷実験を行なへば、上記以外の方法でも更に好成績を挙げ得るものと思われる。徐冷実験の結果現われて来る構造は

1. 格子構造 (lattice structure)
2. レンズ構造 (lenticular structure)
3. 懸滴構造 (emulsion structure)
4. 細胞構造 (cell structure)
5. 粒状構造 (granular structure)

等で、極めて興味あるものが多い。今その構造を圖示すれば第五圖の様で、そのうち主なものは格子構造及びレンズ構造である。格子構造は原格子の様に間隔の比較的廣い、少々不規則な葉片ではなく、間隔の狭い、見事な直線状をなす小格子の場合が多く、その交叉部も原格子の如く次第に尖滅せず、急に斷絶するのが常である。併しその方向は原格子同様  $\{100\}$  の三方向で、研磨面の方向により直交型、或は三角形型が見られる。レンズ及び懸滴構造は互に移化する傾向があり、共に微細状で局部的に現われ、400 倍以上の倍率でなければ認められない場合が多い。尙レンズ状の構造は原斑銅鑛を約  $400^{\circ}\text{C}$  附近に加熱し、黄銅鑛格子の一部を吸収させ、大部分は尙殘存する試料を用ひ、 $300^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{C}$  間を 7~8 時間かゝつて徐冷した時にも往々現われて来る。この時生じた黄銅鑛の微細なレンズは第五圖 4 の如く殘存する原黄銅鑛格子の附近に多く、特に原格子がその交叉部で尖滅する附近に生じ易い。この事實は吸収される黄銅鑛成分の、斑銅鑛中に於ける擴散速度が緩慢なるため、部分によつて固溶體の成分が異なり、特に格子附近のみ黄銅鑛成分に富んでいることを暗示している。

空胞構造に於ては黄銅鑛が細胞膜のように粒の周圍にのみ現われる場合もあるが、普通は第五圖 2 の様に更に各空胞の内部にも黄銅鑛の格子構造を生じている。この種の構造は硫黄の存在に於て徐冷実験を行なつた場合一層顯著に現われて来る。この場合その格子の方向は空胞の各區劃毎に

## 第五圖



再見した黄銅鑛 (黒色部) の構造 × 60

1. 格子構造      3. 粒状 (g) 及び懸滴構造 (e)  
2. 空胞構造 (内部は格子構造)      4. 残存黄銅鑛格子附近に囲われたレンズ構造

異なつて居り、往々直交型格子と正三角型格子とが相接する場合が見られる。このことより、始め鑛床中で黄銅鑛の分離した際は同一結晶であつたと認められる<sup>1)</sup> 斑銅鑛固溶體は既に何れかの過程に於て結晶學的方向を異にしてゐる粒状の集合體に化し、その各粒の境界に沿つて黄銅鑛が現われたため、この様な空胞構造を成すものと考えられる。この分粒化の現象が果して實驗の何れの過程に於て起つたかは今の處明でなく、この點に就いては更に實驗的検討を必要とする。

再現する黄銅鑛が粒状構造をなす場合は寧ろ稀であつて、時に懸滴構造に移化する。この配列には、(1) 何んら規則性がなくまばらに分布する場合、(2) 丁度花瓣の如くある中心を有して略々對稱的に配置される場合、(3) 稀に斑銅鑛結晶粒の境界に沿つて配列される場合等の形式が

1) 原斑銅鑛中の黄銅鑛格子の配列關係から考えて、同一試料中の斑銅鑛は一般に同一結晶體の場合が多く、若し格子の方向が異なつていても、その結晶粒の大きさは上記の空胞より遙かに大きく、且つ常か 2~3 粒に分れてゐるに過ぎない。又かゝる場合その境界に沿つて發達する黄銅鑛はみられない。



認められ、後者の場合は往々紐状に移化して半環状を呈する。Schwartz氏も亦同様な粒状構造を報告しているが、同氏の場合は斑銅鑛—黄銅鑛固溶體を  $600^{\circ}\text{C}$  より室温まで24時間かゝつて緩慢に徐冷した時のみこの種の構造が出来ることを指摘している。筆者の實驗に於てはこの粒状構造は極めて稀で、本構造現出の條件<sup>1)</sup>に就いては未だ確言出来ないが、この種の構造が離溶によつて生じうることは、今後多くの鑛物共生體の考察に重要な意義を認めねばならぬ。

### 成 因 的 考 察

以上の加熱及び徐冷實驗の結果から本格子構造の成因は次の様に考えられる。即ち大張鑛山産斑銅鑛—硫蒼鉛銅鑛、黄銅鑛の格子共生は最初同鑛物成分の固溶體として成生されたものが温度の低下により黄銅鑛及び硫蒼鉛銅鑛を斑銅鑛の結晶學的方向に析出した結果生じたものである。この場合硫蒼鉛銅鑛及び黄銅鑛格子の成生順序は

- (1) 最初固溶體より黄銅鑛が格子状に析出。この黄銅鑛格子は或る特定の温度に於て一齊に析出するのではなく、降温につれて徐々に成生されるものと考えられる<sup>2)</sup>。
- (2) 次に黄銅鑛格子を貫ぬく長直線状の硫蒼鉛銅鑛格子の現出。この成生の時期は黄銅鑛離溶の末期<sup>3)</sup>と推察される。
- (3) 最後に黄銅鑛格子枠内に發達する硫蒼鉛銅鑛の格子の成生。この硫蒼鉛銅鑛格子の現われる場合、(2) と (3) の間に温度及び時間的不連続性は考えられない。

1) 斑銅鑛—黄銅鑛固溶體を  $490^{\circ}\text{C}$  から  $200^{\circ}\text{C}$  まで25時間で冷却して銅鑛を再現しない試料をそのまま10ヶ月間室内に放置したものを再び觀察した處、見事な粒状構造が認められた。併しこの様な場合は極めて稀である。

2) 原斑銅鑛を加熱する場合、黄銅鑛格子は温度の上升に略々比例して連續的に吸収せられ特定の温度に於ける吸収現象の不連続性は見られない。このことから逆に上記のことが推測される。

3) 原黄銅鑛格子は  $340^{\circ}\sim 350^{\circ}\text{C}$  頃より斑銅鑛中に吸収し始められるが、一方直線状の硫蒼鉛銅鑛の格子はこの温度ではまだ斷片的に一部殘存し、完全に固溶體を作らず、 $360^{\circ}\text{C}$  に至つて消滅する。このことから逆に固溶體が分裂する場合、少なくとも直線状硫蒼鉛銅鑛の一部は黄銅鑛格子の析出終了前、換言すればその末期に現われることが確がられる。







た熔岩流の一部と考えられ、略新第三紀末乃至第四紀初期に屬するものと思われる。藻岩山を主體とする藻岩火山群は石英安山岩より玄武岩に亘る各種の熔岩に依り構成され、此等各熔岩は石英及び角閃石を普遍的に含み、一つの岩石學的特性を示してゐる。

該硬石山熔岩は略2軒四方に互り小分布を示し、捕獲岩類は同熔岩の北東部に最も多く含まれ、熔岩も優黑色を呈する。此に對し南西部方面は捕獲岩類に乏しく、熔岩は優白色を呈し、兩者の關係は漸移的である。各捕獲岩類の形態は球形、橢圓形、或は角礫狀を呈し、母熔岩とは明瞭な境界を成す。然し屢々幅2~1軒の優白質反應帶を伴う事がある。その反應帶の岩質は母熔岩と同じである。捕獲岩類の大きさは最大13軒大より0.1軒大のものまであり、通常は2軒乃至5軒大のものが最も多い。此等捕獲岩類は淡青色の母熔岩中に不規則に散在し、同源捕獲岩は粗粒乃至細粒の閃綠岩狀を呈する。他源捕獲岩は黑色或は淡綠青色を呈し母熔岩中に散在し、屢々同源捕獲岩の中核を形成する場合あり、成因的に重要な關係を示してゐる。

### III 顯微鏡下の觀察及び捕獲岩類相互關係

1. 母熔岩 岩質は含黑雲母一角閃石石英安山岩である。構成礦物は斑晶として、普通輝石、角閃石、石英、斜長石より成り、稀に黑雲母が角閃石と相伴う。石基は略完品質で、綠泥石、普通輝石、石英、斜長石及び磁鐵礦、ガラス質物質より成る。斑晶礦物の中、斜長石は長徑1.5~3.0mm大で、成分及構造上二種類認められる。一つは所謂蟲喰狀斜長石で(第3圖-A参照)、結晶の内部はグラス及び塵埃に依つて汚濁され、 $\alpha=1.560\sim1.563$  An60~64の性質を示す。他の斜長石は一般に新鮮で自形性強く、 $\alpha=1.556\sim1.559$  An57~An61の性質を示す。且前者を後者が取まき、外殻を成す場合屢々ある。蟲喰狀斜長石は後述同源捕獲岩中の斜長石に共通な性質を示す。又新鮮な酸性斜長石に比し一般に量は少いが、母熔岩體中普遍的に存在し、捕獲岩類を著しく含有する岩體に特にその量著しい。角閃石



は長徑 2.1~4.5mm 大で、周邊は常にオパサイト化し、且斜長石、普通輝石、磁鐵鑛等の包裹物を有する。多色性は X=淡褐綠色 Y=帶褐綠色 Z=濃帶褐綠色で、 $\alpha=1.650$   $c\Lambda Z=15^\circ, 17^\circ$  の光學的性質を示す。包裹物中の斜長石は略自形を示し、An52~An55 である。普通輝石は  $\gamma=1.718$   $c\Lambda Z=32^\circ$   $2V(+)=56^\circ$  の性質を示し、屢々該角閃石の大部分を占める場合がある。斑晶としての普通輝石は略半自形を呈し、 $\gamma=1.723$   $c\Lambda Z=34^\circ$   $2V(+)=54^\circ$  の性質を示す。石英は所謂岩漿融蝕を受け常に他形で屢々 An48~An54 の斜長石及び磁鐵鑛様鑛物の包裹物を有する。石英鑛物として、斜長石は常に汚濁甚しく、An43 前後の成分を有し、普通輝石は  $\gamma=1.725$   $c\Lambda Z=35^\circ$   $2V(+)=51^\circ$  の性質を示す。此等鑛物の間隙を石英及び玻璃が満し、磁鐵鑛が不規則に散在する。

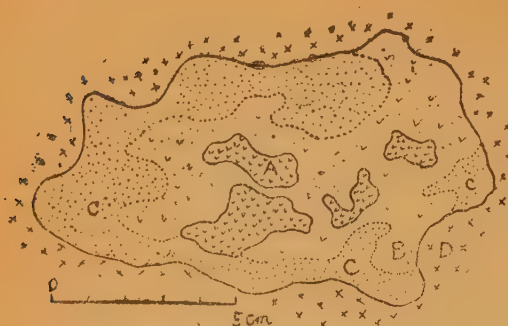
## 2. 捕獲岩類

### A. 同源捕獲岩

筆者は本文で同源捕獲岩と云う名稱は、構成鑛物が母熔岩の斑晶と同じ組合せで、且母熔岩より早期に晶出した鑛物より成るものと云ふ意味で用ひる。従つて從來の Autolith の意に用ゐる。然しその成因は後に述べる様に、單に同じ岩漿より早期に晶出したのではなく、他源捕獲岩に成因關係を有するものと解される。然し本文では一應同源捕獲岩と云う名稱を使用する事にする。

### 1. 磁鐵鑛、綠泥石—普通輝石、石英、斜長石細粒岩

本岩類は單獨に母熔岩中に散在するも屢々後記粗粒岩と相伴つて産出する(第1圖參照)、即ち細粒岩が粗粒岩と接する場合は、通常粗粒岩中の鑛物の一部が細粒岩中に斑晶狀に含まれ、第1圖(B)の斑狀細粒岩を構成する。即ち粗粒岩及び細粒岩は漸移關係にある。細粒岩は等粒完晶質にして、一部オヒテツク構造を示す。構成鑛物は普通輝石、斜長石、石英を主とする。斜長石は長徑 0.27~0.31mm 大で An50~An56 の成分を示す。普通輝石は長徑 0.18~0.33mm 大にして  $\gamma=1.722$   $2V(+)=52^\circ, 55^\circ$   $c\Lambda Z=34^\circ$  の光學的性質を示す。本岩が粗粒岩と接する場合、即ち斑狀細粒岩



第1圖 同源捕獲岩の相互關係

A. 粗粒岩 B. 斑狀細粒岩  
C. 細粒岩 D. 母熔岩

$\alpha=1.562$  An62~An64. 普通輝石は  $\gamma=1.723$   $2V(+)=56^\circ, 57^\circ$  で母熔岩中斑晶礦物及び粗粒岩の構成礦物に一致し、且角閃石は光學的性質及び包裹物の性質迄全く斑晶礦物、粗粒岩の構成礦物に一致する。従つて細粒岩中の斑晶狀礦物は粗粒岩が生成されてある時期に單獨結晶として浮游してゐたものと解される。

## 2. 緑泥石—普通輝石, 角閃石, 石英, 斜長石粗粒岩

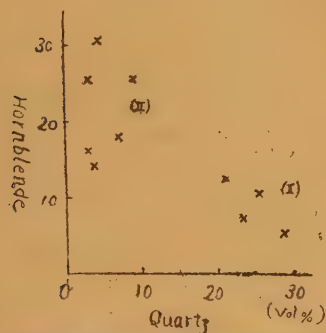
本岩類は單獨に母熔岩中に散在するが、他の捕獲岩類との關係を示すと、細粒岩との場合は第1圖に示す様に漸移し、他源捕獲岩との場合は第3圖に示す様に、斑狀變晶生成帶を以つて漸移してゐる。本岩類は肉眼及び鏡下に於いて、全く閃綠岩狀を呈す。構成礦物は主として、普通輝石、角閃石、斜長石、石英より成り、母熔岩中の斑晶礦物と全く同様である。斜長石は長徑 2.5~4.6mm 大にして  $\alpha=1.563\sim 1.565$  An60~An65 の成分を示し、普通輝石は  $\gamma=1.723\sim 1.725$   $2V(+)=55^\circ, 57^\circ$   $c\wedge Z=36^\circ$  である。角閃石は X=淡帶褐色、Y=淡帶褐綠色、Z=帶褐綠色の多色性を示し  $\alpha=1.650$   $c\wedge Z=17^\circ$  の光學的性質を示す。此の點は母熔岩中の斑晶角閃石、及び細粒岩中の斑晶狀角閃石と同様であるが、包裹物は殆んど認められず、またオパサイト化も認められない。石英は半自形を示す場合と、蛸

に於いては、斑狀礦物として、斜長石、石英、稀に角閃及び普通輝石が散在し、各礦物は融蝕の跡を示し、石英の如きは、普通輝石粒の反應縁を有するのが屢々認められる。此等斑狀礦物の光學的性質を測定するに、斜長石は



の足狀に各鑛物の間隙を満して、且光學的方位を同じくして存在する場合がある。

本岩類の特徴として、大體二型ある。即ち一つは普通輝石、石英に富むものと、他は黒雲母を少量伴い角閃石に著しく富むものである。此を石英と角閃石の相對的量的關係より圖示すれば第2圖の如くなる。第2圖で(I)は石英、普通輝石と富む型で、(II)は角閃石に著しく富む型で、兩者は互に



第2圖 粗粒岩(同源捕獲岩)中に於ける Hornblende—Quartz 量の關係

明瞭に區別され、且つその間に何等漸移的傾向はない。そして此の型に分岐する事、即ち鑛物組合せが若干異なり、且つ構成鑛物の相對的量的相違は、野外に於いても、他源捕獲岩との關係より求められる。即ち前者は綠簾石、透輝石を主とするホルンフェルス狀岩より漸移し、後者は黒雲母、石英、斜長石より成るものから

變化してゐる。

**B 他源捕獲岩** 本文で他源捕獲岩とは、岩石の構造、構成鑛物の種類、性質より岩漿それ自體より由來したものでない場合を總括的に取扱う。

### (1) 綠泥石—磁鐵鑛—石英、角閃石、黒雲母斜長石

本岩類は單獨に或は同源粗粒岩と相伴つて産出する。岩質はホルンフェルス狀を呈し、その中間に、黒雲母、角閃石或は斜長石が一部は斑狀變晶狀に散在し、又一部は黒雲母、角閃石の斑狀變晶の集合體に發達してゐる。(第4圖 C 参照)角閃石は大部分綠泥石化作用を受けてゐるが、新鮮な部分は  $\alpha=1.650$   $c\Delta Z=12^\circ$   $X$ =淡帶橙色  $Y$ =淡帶褐綠色  $Z$ =帶褐綠色の光學的性質を示し、包裹物は磁鐵鑛粒が認められる。斜長石は斑狀變晶の場合  $An_{50} \sim An_{54}$  であるが、通常は  $0.08 \sim 0.12mm$  大の短冊狀を呈する  $An_{42} \sim An_{45}$  の酸性斜長石である。石英は斑狀變晶として認められない。

本岩類は一部に於いて片理構造を示し、且輝石類を缺いてゐる點は後記綠簾石、透輝石、石英岩と著しい對照を爲してゐる。

## (2) 綠簾石、透輝石、石英岩



第3圖 他源捕獲岩及同岩捕獲岩相互關係

- A. ホル＝ヘルス狀岩帶 B. 斑狀變晶生成帶  
C. 粗粒同源捕獲散在帶 D. 粗粒同源捕獲岩帶  
E. 母熔岩

本岩のみは單獨に母熔岩中に現出する事なく、第3圖に示す様に、同源粗粒岩の中核を成す。岩質は(第4圖B参照)、0.012mm大の微粒鑛物の集合體より成り、ボル＝ヘルス狀を呈する。(B)帯に成るに従い粒度を増し、0.02~0.04mm大になり、且鑛物組合せも

變化する。即ち酸性斜長石が出現し、且石英及び普通輝石の斑狀變晶が發達し、尙石英脈が此等の間を貫いて發達する。本岩に於いて、透輝石は  $\alpha=1.676$   $c\wedge Z=37^\circ$   $2V=61^\circ$  の光學的性質を示し、透輝石の間を綠簾石、石英が充填してゐる。

## (3) 磁鐵鑛、綠簾石—透輝石、斜長石、普通輝石、石英岩

本岩類は第3圖の(B)帯、(C)帯に屬するものであるが、單獨に母熔岩中に存在するのも認められる。岩質はホル＝ヘルス狀基地中に斑狀變晶が單獨に或は集合して聚斑晶狀に散在するものである。ホル＝ヘルス石基質部は0.02~0.015mm大の石英、斜長石、透輝石質普通輝石等より成る。斜長石は  $An_{47} \sim An_{50}$  の酸性斜長石である。輝石は中核に比較すると漸次普通輝石質になり、 $\gamma=1.720$   $2V(+)=56^\circ, 58^\circ$   $c\wedge Z=34^\circ$  の性質を示す。此等の基地中に、斑狀變晶として、石英、普通輝石、斜長石が發達し、通常は粗粒岩に接するにつれ、集合して聚斑晶狀集合體に發展する(第4圖D参照)。同源粗粒岩との境界は全く認められず、聚斑晶狀集合體が發達し、遂に



粗粒岩に移化する。且つ聚斑晶集合體の構成鑛物の性質は同源粗粒岩中のものと一致し、又鑛物組合せとして、此の聚斑狀集合體に於いて始めて角閃石が晶出する。



第 4 圖

- A. 綠簾石, 透輝石, 石英岩 (他源捕獲岩)    B. 母熔岩  
 C. 綠泥石, 磁鐵礦-石英, 角閃石, 黑雲母 斜長石岩 (他源捕獲岩)  
 D. 他源捕獲岩と同源捕獲岩の中間帶 (聚斑狀集合體生成の部)
- pl. 斜長石    A. 普通輝石    Q. 石英    Ho. 角閃石  
 Bi. 黑雲母    D. 透輝石    E. 綠簾石    C. 綠泥石

## IV 成因的考察

1. 生成機巧 上述の様に各捕獲岩類及び母熔岩は總じて野外に於いても、鏡下に於いても、互に密接な成因關係にあり、一種の岩漿の發展過程にあると考えられる。今迄の資料に基づき總括的にその生成過程を圖示すれば第1表に示す如く、主として二型及びその過程（或は時期）に分けられる。即ち (1) 原岩期 (2) 斑狀變晶 及び 聚斑晶生成期 (3) 粗粒岩生成期 (4) 細粒岩生成期 (5) 斑晶生成期 (6) 石基生成期である。

第 1 表

Stage	1	2	3	4	5	6
I	石英 透輝石 綠泥石	石英 透輝石質普通輝石 斜長石 (短冊狀) 石英 (斑狀變晶, 脈狀聚斑晶狀) 斜長石 (斑狀變晶, 聚斑晶狀) 普通輝石 (") 磁鐵礦 綠泥石	→石英 →斜長石 (鹽基性) →普通輝石 角閃石 磁鐵礦 綠泥石	※ →石英 (斑晶狀) + →斜長石 (鹽基性斑晶狀) →普通輝石 (稀斑晶狀) × 角閃石 (稀) 斜長石 普通輝石 石英 磁鐵礦	→石英 →斜長石 (鹽基性, 粒食狀) 斜長石 (酸性, 新鮮) →角閃石 普通輝石	斜長石 石英 普通輝石 綠泥石
II	?	黑雲母 (斑狀變晶) 角閃石 (斑狀變晶聚斑晶狀) 斜長石 (") 石英 (聚斑晶狀) 斜長石 (短冊狀) 石英 (間隙充填狀) 綠泥石	→黑雲母 →角閃石 →斜長石 (鹽基性) →石英 普通輝石 磁鐵礦 綠泥石	→(I型4の×となる) →(I型4の+となる) →(I型4の※となる)		

原岩期としては、他源捕獲岩の (2) に相當し、斑狀變晶及び聚斑晶生成期としては、他源捕獲岩 (1) 及び (3) に相當する。粗粒岩生成期は 同源粗粒岩に相當し、細粒岩は 同源細粒岩に相當する。第1表を 岩石學的に吟味するに、先づ發展傾向として、二つの型があり、両者は粗粒岩生成期に於いては、前述の如く量的には異なるも、略同じ礦物組合せを示すが、細粒岩生成期に於いては全く同一物に收斂する。次に (I) 型を例にとり生成過程を考察するに、原岩期にて代表される、ホルンヘルス狀の原岩が岩漿中に取りこま



れ、岩漿と反應し、原岩の物質の一部は岩漿中に擴散し、反應が進行する。かくて先づ透輝石は普通輝石質に變化し、且酸性斜長石が始めて品出し、且原岩中に相當含有される微粒の石英は集つて斑狀變晶として品出し始める。又同時に普通輝石、斜長石の斑狀變晶が生成する。(II)型に於いては(I)型に比して普通輝石の代りに、角閃石、黒雲母、稀に石英、斜長石の斑狀變晶が生成する。此の様に斑狀變晶が生成され更に作用の進行と共に、上述斑狀變晶の集合體である聚斑晶が局所的に形成され始め、遂に粗粒岩の形成が行はれる。此の前後の時期に於いて、聚斑晶狀に成らず單獨結晶に生成した石英、斜長石、角閃石の一部は、母熔液中に遊離分散を行い、現在母熔岩中に見られる蟲喰狀斜長石、石英、角閃石が所謂斑晶鑛物の一員に位置したものと解される。従つて此等各鑛物は從來の岩石學的引扱いに従へば、外來結晶又は捕獲結晶の意味をも有し得る。又粗粒岩形成後その殘液が未だ完全に母熔岩漿に混合しない状態の時に、粗粒岩とは成らず單獨結晶として角閃石、斜長石、石英等が浮游しつつあるものからは斑狀細粒岩が生成され、また單獨結晶のない部分より、細粒岩が生成されたものと解される。上述の様にして同源捕獲岩類が生成され、最後に斑晶鑛物として、酸性斜長石及び普通輝石が品出し、熔岩溢流後其れぞれの石基鑛物が品出したものと思ふ。注目すべき事は石基に尙多量の石英が品出し、尙且母熔岩體の裂目に淡紅色の石英脈が發達することである。此の點は捕獲岩の石英品出機巧と關聯して、本邦火山岩の特質である遊離珪酸の問題に充分關係あるものと信ずる。

## (2) 結 言

今迄硬石山熔岩及び捕獲岩類に就いて述べた事を要約すると次の様になる。

(A) 母熔岩中の斑晶鑛物では二種類ある。一つは早期品出鑛物で所謂同源捕獲岩の中で、粗粒岩の構成鑛物、又は細粒岩中の斑狀鑛物に、成分、構造、形態上共通の性質を示してゐる。他は斑晶鑛物としてのみ認められる

ものである。

(B) 所謂 同源捕獲岩類は 成因的に密接な關係あり、野外に於いても、鏡下に於いても、粗粒岩は細粒岩より早期に生成したものである。

(C) 所謂他源捕獲岩は 同源捕獲岩 (此の場合は常に粗粒岩) の中核に見出される。且此の場合、他源捕獲岩の岩質に依り、それを取圍く粗粒岩の岩質に影響を與えている。従つて此の點は兩者互に成因的に相關聯するものと解される。

(D) 硬石山熔岩に於いては、此等捕獲岩類 及び 母熔岩の生成は、岩漿進化の途上に於いて、一連の生成過程にあるものと考えられる。(仙 臺)

## 速 報

**一關東方觀音山の斧石角閃石質接觸變成岩** 一關市から北上川を隔ててその東方に峙たつ觀音山は、從來 鹽基性火成岩としてのみ記載せられていたが、これを新たに觀察するに主として鹽基性凝灰岩、同凝灰質砂岩の累層から成り、その一部には薄衣礫岩と認められるものを含み、また一部分は角閃玢岩に貫ぬかれる。これらはその周圍全體から 東稻山塊南半の 石英閃綠岩乃至石英モンゾン岩に貫ぬかれた島狀を成し、各岩石とも烈しく接觸變質を受け、その一部には 磁鐵鑛、柘榴石等を主とする 白山鐵鑛床を生じ、角閃玢岩中の角閃石も一部雲母に變つている。特に注目に値するのは、その南麓に近い特殊の暗綠黑色岩石で、往々鐵鑛石と誤認されたが、その一部には 淡灰白色の團塊 或は斑點が散在して、鹽基性岩石の聚合斑晶の觀を呈する場合もある。しかるにこれを光學的及び化學的に吟味するに、この淡色の部分は殆んど全部 斧石 (axinite) の集合か、これと石英の集合であり、暗色の部分は鐵に豊富な角閃石で、分析の結果によれば我國で從來知られた角閃石中 最も鐵に富んだ種類である。この特殊の岩石は、その層位上やや東方に露出する 薄衣礫岩の 1 部分で、斧石及び石英の部分はそのうちの石灰岩の塊礫から變成し、暗色の部分は その膠結物から 變つたことを明かに示す部分がある。但し 何故硼酸が前者にのみ捉られ、鐵が後者に集結したか等に就いては、それらの分析結果と共に、追て詳報論議せられる筈である。(渡邊萬次郎、八木健三)



## 評論雜錄

### 本邦の火山について

——噴出物の  $\text{SiO}_2$  分よりみた概括的知見\*——

Studies on volcanoes in Japan

——On  $\text{SiO}_2$  contents of lavas——

種子田 定勝 (Sadakatu Taneda)

I 序 本篇は本邦の火山に關する現在の知識(やゝ不確實な文献による推論も含む)を1應整理して將來への進展の1指針とする意圖のもとに書かれた。従つて將來改變されるかも知れない事も大膽に述べられてゐる。参考文献は本邦の火山に關する殆んど總てに亘つてゐるが此所に一々擧げる事は困難であるので、主なもの丈に止める。多くの先學の御勞苦の賜である貴重な資料も筆者が推理を加へるに當つて獨斷的に取扱はれた處があるかも知れない。御諒承御叱正を願ふ。

II 熔岩の珪酸分の範圍 本邦の火山岩の化學成分は廣範圍に亘つてゐる。即、最基性なる伊豆大島、小笠原諸島、鳥島、北硫黃島等の  $\text{SiO}_2$  48—49%の玄武岩より最酸性なる神津島や新島の流紋岩  $\text{SiO}_2$  71—77%に至る迄あるが、普通には  $\text{SiO}_2$  50—68~69%の間に入るもの多く之より酸性のものは上述の流紋岩の外、國後島、有珠火山、十和田火山、鳴子火山、淺間火山、天城火山、上多賀、阿蘇火山等から報告されてゐる。この外九州地方の灰石には、 $\text{SiO}_2$  77%に達する紫蘇輝石・普通角閃石斜長流紋岩もある。

III 火山帶り別概説 火山帶別に見ると、化學分析されたものゝ數は各帶毎に著しく相異なるので、現在之を比較して論ずる事は出来ないが、大體の見當をつける事は出来る様である。

(1) 富士火山帶に於ては分析された數が多く、而もそれは岩石の各種類を網羅してゐると考へられる。それらは  $\text{SiO}_2$  48—77%の間に亘つてゐるが、此中新島・神津島の流紋岩は 72—77%、其他は總て 48—71% 範圍に

\* 地質學會福岡支部研究發表會(昭和23年10月17日)に於て内容の大半を講演した。

久野久助教授の有益な御批判御意見を得た事を記して深謝の意を表す。

1) 種子田定勝 本誌 32 卷 1 號 1944

岩石礦物學床學會誌第 33 卷第 4 號(昭和 24 年 9 月)

あり(但し上多賀の“石英安山岩”を除く),  $\text{SiO}_2$  48—60% のものが大部分で特に 50—55% 程度又は (50—54% 程度) のものが最も多く,  $\text{SiO}_2$  分は之より増加するに連れて次第に少くなる。(尤も分析された数が熔岩の容積に略々比例すると假定しての所説である)。

(2) 妙高火山體では分析されたものは  $\text{SiO}_2$  49—59% であるが之より著しく  $\text{SiO}_2$  分の異なる岩石はなさそうである。

(3) 浅間火山帯では、浅間火山で  $\text{SiO}_2$  56—72% の範圍が分つて居る。此の中  $\text{SiO}_2$  56—62% のものが多い。榛名火山や赤城火山では發表されてゐないが、 $\text{SiO}_2$  52—53% 程度りの玄武岩に屬する熔岩も知られてゐるので、大體  $\text{SiO}_2$  50—72% 位と見て大過ないと思はれる。

(4) 那須火山帯では 男體山で  $\text{SiO}_2$  56%, 十和田火山で  $\text{SiO}_2$  51—69% 鳴子火山で  $\text{SiO}_2$  70—71% が知られてゐるのみであるが、大體此の範圍にあると考へられる。

(5) 北海道の火山では、駒ヶ嶽、有珠火山、樺前火山、十勝火山、知床火山等の噴出物が分析されて居り、それは  $\text{SiO}_2$  51—71% の範圍に亘つてゐる。(駒ヶ嶽新浮石の石英玻璃は  $\text{SiO}_2$  74% に達してゐる)。

(6) 千島火山帯では、國後、得撫、春年古丹、阿頼戸、幌筈、占守の諸島に分析されたものがあるが  $\text{SiO}_2$  50—70% に亘つてゐる。其大部分は輝石安山岩である。

(7) 島海火山帯では 寒風山、守門山<sup>1)</sup>、で  $\text{SiO}_2$  53—58% の値が出てゐる。熔岩の種類から推定して全般的に此の程度の珪酸分を含むものが多いと思はれるが、資料不充分で判然した事は言へない。

(8) 乗鞍火山帯では、乗鞍火山、御嶽火山、硫黄嶽等で分析されたものがあるが  $\text{SiO}_2$  62—64% である。併し更に基性のものが存する事が察せられる。

(9) 大山火山帯では、三瓶火山、青野火山、四熊嶽、兩子火山、雲仙火山等かなり多數のものが分析されてゐる。それらは  $\text{SiO}_2$  58—68% の範圍にあるが大山火山や雲仙火山の主體より舊制のものも一緒に取扱へば更に基性のものもある。

(10) 琉球火山帯では、阿蘇火山(外輪山を含まない)及び櫻島火山で  $\text{SiO}_2$  51—72% の範圍が分つてゐる。蛤良火山の噴出物と考へられる所謂灰石、軽石や阿蘇外輪山熔岩類迄一緒にすれば  $\text{SiO}_2$  49—77% の廣範圍に亘る。

(11) “瀬戸内火山帯<sup>2)</sup>”に屬するものは時代的に上述の諸火山と同一に取扱ひ得るかどうか甚だ疑はしいものが多いが、二上山では  $\text{SiO}_2$  51—68

1) 種子田; 未發表

2) 本間不二男; 東大卒論, 1923

3) 瀬戸内火山帯をさける事には問題があるが便宜上用いる。



%,その他の地域のものも一緒にすると  $\text{SiO}_2$  76% に及ぶ。

IV 岩石學的注意事項 要するに、本邦の火山岩は總て  $\text{SiO}_2$  48—77% の間に入り、火山帶別に見ると大山火山帶や鳥海火山帶等普通角閃石に依り特徴付けられる火山帶では比較的酸性の岩石 ( $\text{SiO}_2$  53—68%) が優勢であり、富士火山帶や那須火山帶の如く殆んど輝石安山岩類に屬する火山岩帶では比較的基性のもの ( $\text{SiO}_2$  50—54%) が優勢であると言ふ傾向はあるが、 $\text{SiO}_2$  分の範圍を見ると大部分の火山帶が殆んど同じ位の範圍を示し、殊に富士火山帶の方が大山火山帶、乗鞍火山帶、妙高火山帶、鳥海火山帶等よりも却つて酸性度の高い方にも範圍が廣いと言ふ様な點が注意される。(尤も更に詳細に考察すべき問題があるが此所に省略する)。

本邦で角閃石に依り特徴付けられる火山岩の見出されるのは大山火山帶、乗鞍火山帶、鳥海火山帶、富士火山帶北部、浅間火山帶、琉球火山帶北部等で富士火山帶(北部を除く)、那須火山帶、千島火山帶、琉球火山帶(北部を除く)等には未だ殆んど見出されて居らず、少くとも此等の地域では角閃石を含む火山岩は極めて少い事は現言明出来る事實である。

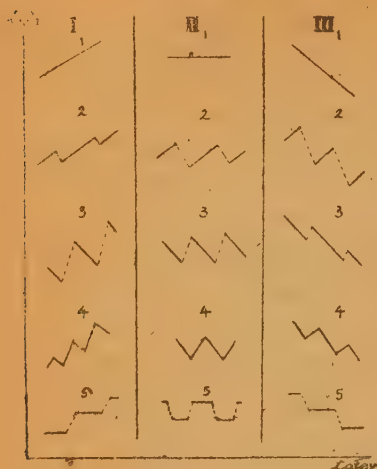
因に本邦の火山は日本列島3弧の中央帶及び其内側に噴出してゐるのであるが、所謂角閃安山岩類及び普通角閃石を含む火山岩類は大略その内側帶及び弧と弧の會合する所に噴出して居り、それは又概略的にいつて比較的重力異常の少い地域でもある様である。

V 珪酸分の變化型式 一つの火山に於いて初期の活動の噴出物が比較的基性で、活動毎に順次珪酸分の増加する場合(酸性度増進型)、逆に比較的酸性より基性へと變化する場合(酸性度低減型)、殆んど珪酸分の變化が認められない場合(酸性度微變型)、又は珪酸分の變化が殆んど規則性を示さない場合等があり、此等は更に色々の型式に分けられる。此の珪酸分の變化様式として普通に考へられる種類を分類すると、規則性のあるものとして第1圖に示す様な諸型式が得られ、此他規則性はないが全體として珪酸分が漸次増加する場合(不規則増進型)、低減する場合(不規則低減型)、或は又殆んど變化ない場合(不規則微變型)等が考へられる<sup>1)</sup>。現在の資料で本邦火山の型式を分類するのは未だ危險であるが<sup>1</sup>應概略的に大別してみる。(數個の火山については次節(VI. 2及3)で型式部分を試みる)。

(i) 増進型 之に屬すると思はれるものは、恵山<sup>2)</sup>、有珠火山<sup>3)</sup>、十勝岳<sup>2,4)</sup>、

1) 本間不二男、博士は斜長石の累層構造様式の分類法として同様の工夫をしてゐる Mem. Col. Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser. B. Vol. XI, No. 2 1936.

2) 今田 正: 日本地質學會第55號學術講演會, 1947.; 3) 鈴木 肇: 火山2卷 20號 1935.; 八木健三: 岩 33卷, 3, 1949.; 4) 多田文男、津登弘達: 農事彙報2卷 1927, p 49.



第1圖 火山噴出物の酸性反變化様式

Fig.1. Mode of variation of  $\text{SiO}_2$  in volcanic rocks in accompany with the progress of activity of one volcano.

## Regular type

- |     |                                      |
|-----|--------------------------------------|
| I   | 1 Normal (or increasing) type        |
|     | 2 Normal oscillatory normal type     |
|     | 3 Reversal oscillatory normal type   |
|     | 4 Oscillation normal type            |
|     | 5 Even step normal type              |
| II  | 1 Even or simple type                |
|     | 2 Normal oscillatory even type       |
|     | 3 Reversal oscillatory even type     |
|     | 4 Oscillation even type              |
|     | 5 Even oscillatory even type         |
| III | 1 Reversal (or decreasing) type      |
|     | 2 Normal oscillatory reversal type   |
|     | 3 Reversal oscillatory reversal type |
|     | 4 Oscillation reversal type          |
|     | 5 Even step reversal type            |

増進型基本型  
増進反覆増進型  
低減反覆増進型  
振動増進型  
階段増進型  
微變型基本型  
増進反覆微變型  
低減反覆微變型  
振動微變型  
微變振動微變型  
低減型基本型  
増進反覆低減型  
低減反覆低減型  
振動低減型  
階段低減型

岩木山<sup>5)</sup>, 赤城火山<sup>(?)<sup>6)</sup></sup>, 榛名火山<sup>7)</sup>, 蓼科火山<sup>8)</sup>, 妙高火山<sup>9)</sup>, 飯綱火山<sup>10)</sup>, 鷲羽岳<sup>(?)<sup>11)</sup></sup>, 焼岳<sup>12)</sup>, 御嶽<sup>(?)<sup>13)</sup></sup>, 富士火山<sup>(?)<sup>14)</sup></sup>, 伊豆大島<sup>15)</sup>, 三宅島(最新の噴出物は少々基性)<sup>(?)<sup>16)</sup></sup>, 天城火山<sup>(?)<sup>17)</sup></sup>, 大山火山<sup>18)</sup>, 兩子火山<sup>(?)<sup>19)</sup></sup>, 多良岳<sup>(?)<sup>20)</sup></sup>, 雲仙火山(古焼熔岩を除く)<sup>(?)<sup>21)</sup></sup>, 箱根火山(最新の熔岩を除く)<sup>(?)<sup>22)</sup></sup>, 等である。

(2) 微變型 變化範囲が大であつても全體的に見て増進又は低減の傾向が不顯著なものは此の型に含まれる。此型には 北海道駒ヶ嶽<sup>23)</sup>, 樽前

火山<sup>24)</sup>, 十和田火山<sup>25)</sup>, 櫻島火山<sup>26)</sup> 等が屬する様である。尙, 前述の天城火山, 淺間火山, 富士火山, 三宅島等も此型に屬するとも見得るし, 箱根火山<sup>(?)</sup>

5) 八谷彪一: 震豫報, 48 號, 1904.; 6) 樹下 惺: 東大卒論, 1940.; 7) 種子田定勝: Mem. Fac. Sci. Kyusyu Imp. Univ. ser. D, I & II, 1941-1943.; 8) 山崎直方: 震豫報, 20 號, 1898.; 本間不二男: 信濃中部の地質, 1931.; 9) 山崎直方: 震豫報, 8 號, 1896.; 10) 山田晴三: 震研彙報, 12-1, 1934.; 11) 小藤文次郎: 地質雜, 23, 1916, PP. 82-83 (英文); 12) 加藤鐵之助: 震豫報, 75 號, 1913, 及 66 號, 1910.; 13) 神津淑祐: 震豫報, 59 號, 1908.; 14) 津屋弘達: 火山, 2, 2, 1905, p. 147, その他 15) 16) 津屋弘達: 震研彙報, 15, 1937.; 17) 同上; 鈴木 醇: 地質雜, 25, 14, 1911.; 18) 大出 稔: 東大卒論, 1912.; 19) 河野義博: 岩礦, 13, 5, 1937.; 種子田定勝: (未發表); 20) 地調報: 12 號, (佐藤磨當), 1909.; 21) 本間不二男外: 火山, 3, 1, 1936.; 22) 津屋弘達: 震研彙報 13, 1937.; 久野 久: 日本地質草産誌記載例(富士火山帶), 1948, その他.; 23) 神津淑祐外: 駒ヶ嶽大爆發研究報文(震豫報會報 15), 1932.; 24) 鈴木 醇: 火山, 2, 2, 1935, p. 123.; 25) 河野義博: 岩礦, 22, 1642, 1939.; 26) 山口謙次: 地質雜, 49, 1942, p. 205.



も同様である。

(3) 低減型 此型に屬するものは恐山<sup>1)</sup>、八甲田火山<sup>2)</sup>、森吉火山(初期のものを除く)<sup>3)</sup>、岩手火山<sup>4)</sup>、荒雄山<sup>5)</sup>、舟形火山<sup>6)</sup>、藏王火山<sup>7)</sup>、安達太郎火山<sup>8)</sup>、須火山麓<sup>9)</sup>、日光白根火山<sup>10)</sup>、多賀火山<sup>11)</sup>、白山<sup>12)</sup>、斑尾火山<sup>13)</sup>、乗鞍火山<sup>14)</sup>(極く大體を言へば此の傾向)<sup>14)</sup>、茅ヶ嶽<sup>15)</sup>等が考へられる。

VI 珪酸分變化型式と形態との關係<sup>16)</sup> 此の關係は現在の資料では詳細を論じ得ないのであるが、注意さる可き2—3の事項に就いて述べる。

(1) 形態の比較的簡単な火山又は小規模の火山は其火山噴出物の珪酸分(化學成分)の變化の範圍が狭く、變化様式は簡單であると言ふ傾向が認められる。例へば、富士火山は圓錐體をなす火丘中規模の最大なるものであつて、圓錐丘の山頂部が狭く其火山活動が強烈なる爆發を伴はず此巨大な體積を建設するに久しい間略々同一の噴火管より火山物質を噴出したものを考へられるが、此熔岩は殆んど  $\text{SiO}_2$  50—52% 程度であつて本邦の火山中最岩石變化の少い火山に屬する。

同じく基性の火山岩より成る2重式火山型態を示す伊豆大島は、熔岩の變化範圍は富士火山より稍々廣い程度であり、三宅島も2重式火山であるが熔岩の變化範圍は狭い( $\text{SiO}_2$  53—54.5%)。此等は富士山に比較して遙かに小規模なる事と基性の熔岩の特殊性に依るものであらうか。

一方箱根火山、天城火山、浅間火山等構造の複雑なものは岩石の變化範圍が廣い。櫻島火山も此の部類に屬し、榛名火山、赤城火山、妙高火山、十和田火山等も又同然である。

酸性岩の例をとれば、三瓶火山の如き比較的小規模のものは(形態は簡單とは言へないが雲仙火山、兩子火山に比較すると簡単な形態に屬する)岩石は  $\text{SiO}_2$  66—67% 程度で變化が少いが、構造複雑にして稍々大規模の兩子火山や雲仙では岩石の變化範圍が廣く、前者では  $\text{SiO}_2$  58—66%、後者では  $\text{SiO}_2$  58—68% の範圍に擴がつてゐる。

こゝに個々の例について詳述することは省略する。

(2) 酸性度増進期に續いて、浮石の噴出、カルデラの生成、中央火口丘又は寄生火山の噴出等が起つてゐるものが多い<sup>17)</sup>。例へば、十和田火山では

1) 佐藤傳蔵：地學雜，29, 1917.; 2) 川崎繁太郎：地質雜，9, 1902.; 3) 大日方順三：震豫報，58號，1908.; 4) 櫻井廣三郎：震豫報，44號，1903.; 5) 大井上義正：震豫報，60號，1908.; 6) 小倉勉：震豫報，93號，1921.; 7) 小藤文次郎：地質雜，23, 1916, p.35, (英文); 8) 小藤文次郎：地質雜，23, 1916, p.38, (英文); 9) 松田繁：震豫報，36號，1901.; 10) 津登弘造：地學辭典の內; 11) 津登弘造：震研彙報，15, 1937.; 12) M. Tanaka: Jap. Jour. Geo. Geog., II, 1924, p.131, No.3—4, pp. 31—134.; 13) 山田節三：地質雜，36, 1929.; 14) 神津俊祐：震豫報，71號，1911.; 15) 市木正兼：Bull. Earthg. Res. Inst., 7, 1929.; 16) 文獻前出のものは再出しない。  
17) 本節では暫定的に酸性度變化型式を細分してみる。(第1圖參照)問題となり得る場合が多いと思はれるので特に御叱正を願ふ次第である。



基底の流紋岩質石英安山岩(十和田火山に屬するものか否か疑問)を除けば安山岩質玄武岩( $\text{SiO}_2$  52%), 兩輝石安山岩( $\text{SiO}_2$  60%), 玻璃質火山碎片( $\text{SiO}_2$  60.5%) が順次噴出した後、流紋岩質第1期浮石( $\text{SiO}_2$  69—70%) の噴出あり、大陥没、カルデラの形成に續いて基性の中央火口丘( $\text{SiO}_2$  51%)が生起し、第2期安山岩質浮石( $\text{SiO}_2$  64%) を噴出した後第2回陥没、中湖の成生を見た(増進反覆微變型 II.2)。

箱根火山では舊外輪山熔岩は大體玄武岩に始まり、中性の輝石安山岩に終つて居り(稀に石英安山岩が比較的後期に噴出してゐる)、之に續いて舊外輪山の多くのものより稍々酸性の新时期外輪山の形成あり<sup>1)</sup>、更にカルデラ形成後中央火口丘( $\text{SiO}_2$  57% 前後、例: 双子山)を噴してゐる(II.2?)。

阿蘇火山では阿蘇外輪山熔岩類(所謂阿蘇熔岩以外の多くの熔岩類及び所謂集塊岩類)は少くとも  $\text{SiO}_2$  51—66%<sup>2)</sup> の範圍にある事が分つて居り、概略的には下部より上部に比較的珪酸分を増してゐると言へる様である<sup>3)</sup>。中央火口丘<sup>7)</sup>中最初に噴出したと思はれる根子岳の頂上部熔岩は  $\text{SiO}_2$  52% 位、朽木熔岩及び千里濱熔岩は極めて酸性であるが、その他の中央火口丘は何れも  $\text{SiO}_2$  52—54% である。(但し中央火口丘についてみると振動低減型 III.4)。

同様な例は所謂蛤良火山である。即ち鹿兒島灣周縁地域では下部(第3紀中の輝石は  $\text{SiO}_2$  70—75% の範圍を示す)から凝灰岩及凝灰角礫岩の輕石( $\text{SiO}_2$  71%), 花倉層の輕石( $\text{SiO}_2$  75.5%)と酸性度を増進し下部、灰砂層中の輕石( $\text{SiO}_2$  69.5%)から上部灰砂層中の輕石( $\text{SiO}_2$  74.5%)と再び増進してゐるが、爐母輕石層中の輕石や鞍島熔岩はずつと酸性度低減し  $\text{SiO}_2$  67—57% である(増進反覆低減型 III.2 或は同微變型 II.2)。

上の例と多少異なるが、類似の傾向のものとして淺間火山(不規則増進或は増進反覆微變型 II.2)、天城火山(増進反覆増進型、I.2 或は同微變型 II.2)がある。即ち淺間火山に於ては外側外輪山、其の寄生火山、佛岩、其の寄生火山と順次熔岩の酸性度が  $\text{SiO}_2$  56% から 70—72% に増進し、然る後カルデラを形成し、次いで  $\text{SiO}_2$  59—60% の内側外輪山熔岩を噴出してゐる。(中央火口丘熔岩は内側外輪山熔岩と大差ない様である)。天城火山では本體の熔岩は  $\text{SiO}_2$  59%, 60%, 63%, と増加した後爆發カルデラを生じた。但し此場合中央火山丘を噴出せず、第1次  $\text{SiO}_2$  55%, 第2次  $\text{SiO}_2$  50—71%, 第3次  $\text{SiO}_2$  50—56% の寄生火山を生じてゐる。

1) 久野 久: 未發表, 2) 津島弘達: 地理學, 2, 1934; 雲南彙報, 11, 1933.; 3) 山口謙次: 火山, 4, 1, 1938, p. 34.; 6) 伊木常誠: 雲南彙報, 33 號, 1900.; 5) 松本唯一: Jap. Jour. Geol. Geog. 19, sp. No. 1943.; 4) 本間不二男: 火山, 4, 1, 1938, p. 45.; 7) 山口謙次: 地質雜, 45—540, 541, 542, 1938.

此等も酸性度の増進が其極に達して大暴發或は陥没を起すものとして前述の例と相通するものがあらう。

(3) 酸性度の突然變異と顯著な活動とは相伴ふ。(酸性度が殆んど變らないでも其他の岩石學的性狀が著しく異なる場合も又同様である)。前節(2)に挙げた諸例は何れも本節に説明す可き實例でもある。此處に繰返して述べない。

少々大膽に過ぎるが他の例を挙げると、櫻島は不規則であるが  $\text{SiO}_2$  67~57 或は 58% の間の低減反覆型(略 II.3)と見られ、此の低減期末期より次の周期に移る時比較的顯著な活動があるものゝ様である。

火山の形態と構成物質との關係に就いては熔岩の化學成分に關する現在の資料では到底結論を出し得ず、まして珪酸分の増減丈で論じ得ない事勿論である。上述せる所は單に岩石の珪酸分を中心として考へても察せられる傾向のある事を指摘するに止まる。

**VII 結 語** 上に述べた處は筆者が抱懷する火山研究方針の一端である。本邦の火山は比較的好く調査されてはゐるが、現在尙吾々の知識は貧弱である事を痛感する。未だ豫察の程度を越し得ない現段階が1段でも高められる爲には個々の火山の研究がより詳細に爲される事が必要であり、堅實な努力が要望される。

(九州大學理學部地質學教室)

## 新 刊 紹 介

**English, G. L.: Getting Acquainted with Minerals.**

本書の目的は鑛物學に興味を持つ様に極く分り易く書かれたもので、次の三部より成る。第一部は鑛物一般について、(1) 何故鑛物を學ぶか、(2) 如何にして鑛物を採集するか、(3) 何故鑛物を買うか、(4) 何から鑛物は出來ているか、(5) 硬度、(6) 粘着性、(7) 結晶、(8) — (10) 結晶各論、(11) 結晶の戯れ、(12) どこから、如何にして結晶は産するか、(13) 如何にして結晶はこわれるか、(14) 鑛物の不思議な構造、(15) 鑛物の模倣、(16) 鑛物に對する光の不思議な作用、(17) 「黒い光」其他の色の現象、(18) 電磁氣の現象、(19) 何故鑛物は重さが變るか等を述べ、第二部には鑛物を (A) 重要な元素を含む鑛物と (B) 造岩鑛物について記載し、第三部には岩石を簡単に記載している。他に鑛物鑑定表と鑛物名の發音表が附録としてつけ加えられている。

全一卷 324 頁、附圖 258 圖、初版は 1934 年に McGraw-Hill Co. より發行された。尙 Dana's Text-book of Mineralogy は 1948 年 3 月に第 4 版、第 11 刷が發行されている。(大森)



The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

---

CONTENTS.

- Relation between the mineral lineation and the pitch of the  
Irishiken deposits of the Hitachi mine . . . . . Kazuo Yamaoka
- Thermal Studies on the lattice intergrowths of chalcopyrite  
and klaprothite in bornite from Obari mine,  
Yamagata Pref. (II) . . . . . Asahiko Sugaki
- Petrological study on the xenoliths in the dacite of  
Kataishiyama, near Sapporo . . . . . Tadasi Konda
- Preliminary notes:  
Axinite-hornblende contact metasomatic rocks at Kannonyama  
near Ichinoseki . . . . . Manjiro Watanabe and Kenzo Yagi
- Editorials and reviews:  
Studies on volcanoes in Japan—On  $\text{SiO}_2$  contents  
of lavas . . . . . Sadakatu Taneda
- Abstracts:  
Black light and mineralight, etc.
- New Books:  
Getting Acquainted with Minerals by G. L. English.
- 

Published bimonthly by the Association, in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan.